

晋北晚古生代煤系高岭岩成因模式研究

朱如凯

张运东

(石油勘探开发科学研究院)(中国地质大学,北京)

[内容提要] 本文主要研究了山西北部晚古生代煤系高岭岩的岩石、矿物、地球化学特征,确定了高岭岩的主要富集层位:(1)本溪组底部铝土质高岭岩;(2)太原组煤夹矸高岭岩;(3)山西组煤夹矸高岭岩。从而得到研究区高岭岩源岩一为风化壳化学风化作用产物,一为火山碎屑沉积物的结论。进而分析了不同层位、不同源岩高岭岩的成因模式:正常沉积高岭岩成因模式和火山碎屑成岩转化成因模式。

关键词 煤系高岭岩 源岩 成因模式

华北地区晚古生代含煤地层分布广泛,煤系高岭岩资源量巨大,已广泛应用于人们的日常生活和经济领域中。但对于这种高岭岩的区域分布规律很少进行过系统的研究工作,其成因一直也是人们争论的集点^[1]。本文重点研究了山西北部煤系高岭岩的成因及区域分布规律。

1 地质背景

研究区内晚古生代含煤地层北部出露于大同煤盆地南东侧的边缘地带,隐伏于盆地中;宁武煤盆地含煤地层呈环带状出露于盆地周边,地层产状倾向于盆地中心;太原西山煤田出露于山西中部,为一两翼不对称的复式向斜构造;同时在浑源一带含煤地层呈零星出露(图1)。

根据各地区实测剖面及区域资料分析,发现区内煤系高岭岩主要有三个富集层位(图2):(1)本溪组底部铝土质高岭岩,即常称的“G层铝土矿”;(2)太原组煤夹矸高岭岩;(3)山西组煤夹矸高岭岩。

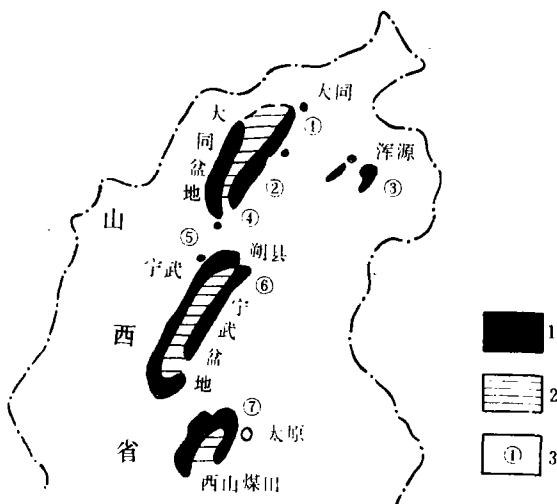


图1 研究区范围及剖面分布图

1. 煤系出露区;2. 煤系埋藏区;3. 剖面位置及编号;①同家梁;
②吴家窑;③官王铺;④平朔;⑤轩岗;⑥红土沟;⑦太原西山

Fig. 1 The extent of the study area and distribution of the studied sections

1=outcropped area of the coal measures;

2=buried area of the coal measures. Sections:

①=Tongjialiang; ②=Wujiayao; ③=Guanwangpu;

④=Pingshuo; ⑤=Xuangang;

⑥=Hongtugou; ⑦=Xishan in Taiyuan

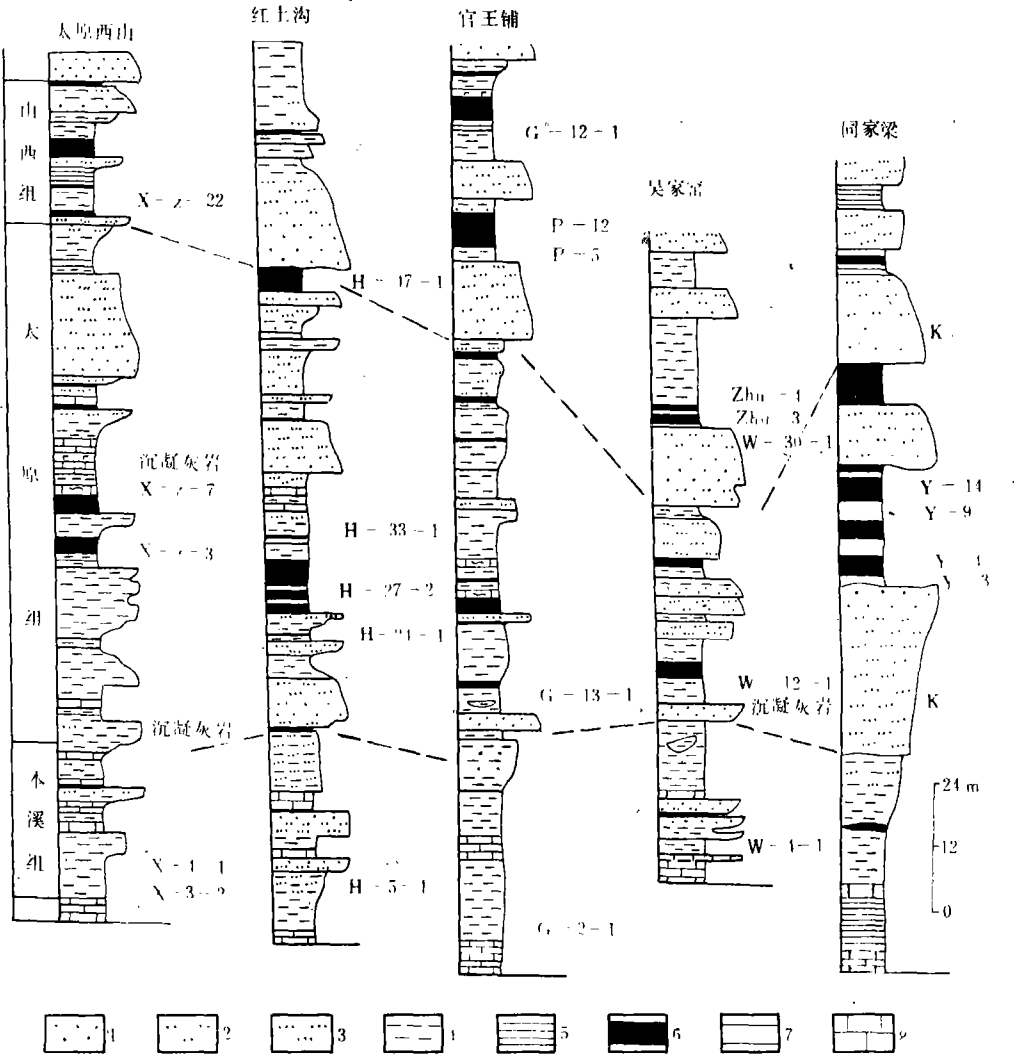


图2 研究区典型剖面及高岭岩层位分布图

1. 粗砂岩; 2. 中砂岩; 3. 细砂岩; 4. 泥岩; 5. 页岩; 6. 煤; 7. 夹矸高岭岩; 8. 灰岩

Fig. 2 Distribution of the type sections and kaolin rock horizons in the study area

1=coarse-grained sandstone; 2=medium-grained sandstone; 3=fine-grained sandstone; 4=mudstone; 5=shale; 6=coal; 7=tonstein; 8=limestone

2 岩石、矿物、地球化学特征

2.1 岩石学特征

本区高岭岩按其组成结构特征分为两种类型。

2.1.1 沉积高岭岩。

主要分布于本溪组底部铁铝岩段的铝土矿层位中,显微镜下为细纹层状,均一的泥质结构,有时含少量的粉砂和云母片及有机质,具微弱搅动现象。浑源地区发育的铝土质高岭岩有鲕状结构,鲕粒粒径为0.3—0.6mm,重结晶作用现象比较显著,薄片中常见有蠕虫状高岭石晶体。

2.1.2 夹矸高岭岩

本区煤层中夹矸高岭岩发育,层数多,层位稳定,单层煤层中最多可含12个夹层(平

朔),主要组成矿物为高岭石。高岭石含量有时可达100%。显微镜下可分为如下结构类型:①隐晶质高岭岩;②团粒状高岭岩:a. 平行层分布的团粒结构,b. 碎屑状团粒结构,c. 眼球状团粒结构;③蠕虫状高岭岩;④砂质高岭岩。

2.2 矿物学特征

本次研究工作中,X衍射分析采用北京大学地质学系BD-86型X衍射仪,红外光谱分析采用北京大学地质学系PE983型红外光谱分析仪。根据X衍射和红外分析资料,研究区高岭岩主要组成矿物为高岭石,其次包括有少量地开石、伊利石、蒙脱石、铝土矿物等。

2.2.1 高岭石

总体上,研究区高岭岩中的高岭石矿物结晶度较好,HI指数变化于0.69—1.56之间。铝土质高岭岩比夹矸高岭岩结晶指数低。同剖面中隐晶质高岭岩比碎屑团粒状和蠕虫状高岭岩结晶指数高。研究区南部的太原西山和东北部的浑源等地高岭岩结晶指数偏低,大同同家梁、吴家窑和宁武轩岗、红土沟等地高岭岩结晶指数较高(表1)。

表1 研究区高岭岩XRD分析数据表

Table 1 XRD analytic data of the kaolin rocks in the study area

样号	HI	平均数	Kao.(%)	镜下特征	样号	HI	平均数	Kao.(%)	镜下特征
西山	X-3-1	1.0	1.0	100	细纹层状泥岩	J-7	1.37		含勃姆石 碎屑团粒状
	8#-2	0.8		34.3	含伊利石,粉砂	J-8	0.86		含勃姆石 碎屑团粒状
	8#-3	0.78	0.93	51.5	含伊利石,粉砂	J-9	1.12		隐晶质
	8#-4	1.08		100	高岭岩	J-10	0.94		蠕虫状—隐晶质
红土沟	H-27-2	1.25		100		J-11	0.98		蠕虫状
	H-27-3	1.20	1.22	100		J-12	0.94		蠕虫状—隐晶质
	H-27-4	1.21		100		W-12-1	1.51	1.5	88 蠕虫状—隐晶质
	H-47-1	1.25	1.25	100		Zhu-3	1.33	1.24	100 碎屑状
轩岗	Gx-12	1.16		80.2	粉砂质高岭岩	Zhu-4	1.14		100 蠕虫状
	Gx19-1	1.12	1.00	95		Y-3	1.37		74 隐晶质,含粉砂
	Gx19-2	0.73		95		Y-4	1.56		80 隐晶质,凝灰质结构
	Gx33-1	1.20			含勃姆石	Y-6	1.24		84 隐晶质
同家梁	Gx33-2	1.32			含三水铝石 纹层状,隐晶质	Y-7	1.41		55 含粉砂
	Gx33-4	1.47	1.23		含勃姆石 团粒状,定向排列	Y-8	1.37		100 隐晶质,少量晶粒
	Gx33-5	1.42			团粒状	Y-9	1.46	1.30	100 碎屑状
	Gx33-6	0.94		89		Y-10	1.25		100 碎屑状,平行定向排列
平朔	Q-8	1.24			隐晶质	Y-11	1.11		100 隐晶质,有机质含量高
	Q-10	1.20			隐晶质	Y-12	1.28		100 隐晶质,少量团粒
	Q-12	0.76			碎屑晶粒状	Y-13	1.27		100 隐晶质,少量团粒
	Q-14	0.87	1.02		蠕虫状	Y-14	1.38		56 粉砂质泥岩
浑源	Q-16	0.90			蠕虫状	Y-16	1.22		51
	Q-20	0.83			隐晶质,云母假象	Y-18	1.04		100 长条细晶粒状
	Q-22	1.09			碎屑状与隐晶质	G-2-1	1.14	1.14	90 隐晶质泥岩
	Q-24	0.84			隐晶质,细碎屑团粒状	P-1	0.84		100 眼球状团粒结构
平朔	J-1	1.20			团粒状	P-2	1.12		100 碎屑状,粒级递变
	J-2	0.90			晶粒状,斑状结构	P-5	1.21		100 碎屑状,双粒级
	J-3	1.02			隐晶质,含粉砂	P-6	0.79	0.91	含勃姆石 碎屑状,粒级递变
	J-4	0.94			碎屑团粒状	P-7	0.82		100 蠕虫状
平朔	J-5	0.95			含勃姆石 碎屑团粒状	P-8	0.69		100 蠕虫状
	J-6	1.08	0.97		碎屑团粒状	P-12	0.93		100 隐晶质,少量蠕虫状

测试单位:北京大学地质学系

通过对比分析高岭石与泥质粉砂岩或粉砂质泥岩显微结构特征,发现陆源碎屑成因的泥质粉砂岩或粉砂质泥岩高岭石结晶指数很低,多数为b轴无序高岭石。团粒状高岭岩在显微镜下明显出现有颗粒定向和粒级变化特征,反映一种较强的水介质环境,也正是这种作用导致了高岭石无序度的增加,因而认为研究区高岭岩结构特征与其所处的介质环境密切相关^[2]。

研究区高岭岩红外光谱分析结果表明,南部太原西山地区的泥质岩在光谱高频区普遍出现有 3695cm^{-1} 、 3653cm^{-1} 、 3620cm^{-1} 三个吸收峰,并且 3695cm^{-1} 吸收峰的波数较高,达 3698cm^{-1} ;轩岗地区大部份泥质岩样品也都出现这三个吸收峰,而 3695cm^{-1} 吸收峰的波数偏低,一般为 3692cm^{-1} 左右。其余地区除本溪组底部铝土质高岭岩出现三个吸收峰外,一般的泥质岩、夹矸高岭岩只出现 3695cm^{-1} 、 3620cm^{-1} 两个吸收峰, 3695cm^{-1} 吸收峰的位置波数偏低。吸收峰出现的数目和波数值与其成因和矿物结构特征有关。

2.2.2 伊利石

伊利石是研究区内仅次于高岭石含量的粘土矿物,含量最高可达45%,一般为10%—20%。伊利石定向XRD衍射特征是 $10\times 10^{-1}\text{nm}$ (001)衍射峰宽而不对称,并向低角度一侧倾斜, $5.3\times 10^{-1}\text{nm}$ 峰明显。伊利石IR光谱特征变化较大,其IR特征不很明显,主要以 835cm^{-1} 和 750cm^{-1} 两峰为区别标志,但一般比较微弱。通过IR差谱分析,可看到明显的伊利石特征峰。

2.2.3 蒙脱石

蒙脱石在区内高岭岩中含量很少,一般少于10%,因而在非定向XRD分析图谱中弱而不对称,在IR图谱中由于其特征的 850cm^{-1} 、 835cm^{-1} 峰而可鉴别出来,并且很明显的常见于由火山碎屑岩蚀变的高岭石泥岩中。

2.2.4 地开石

地开石是高岭石的一种多型矿物,具有 $3.95\times 10^{-1}\text{nm}$ 、 $3.79\times 10^{-1}\text{nm}$ 、 $3.43\times 10^{-1}\text{nm}$ 三个特征衍射峰。在IR研究中可以明显地发现地开石的特征峰,地开石的 3695cm^{-1} 吸收峰强度相对高岭石来说有所减弱,而其波数位置则增大, 3620cm^{-1} 峰有所加强,通过IR差谱分析可以清楚地看出地开石的存在特征(图3),与高岭石的含量可近似达到1:1。

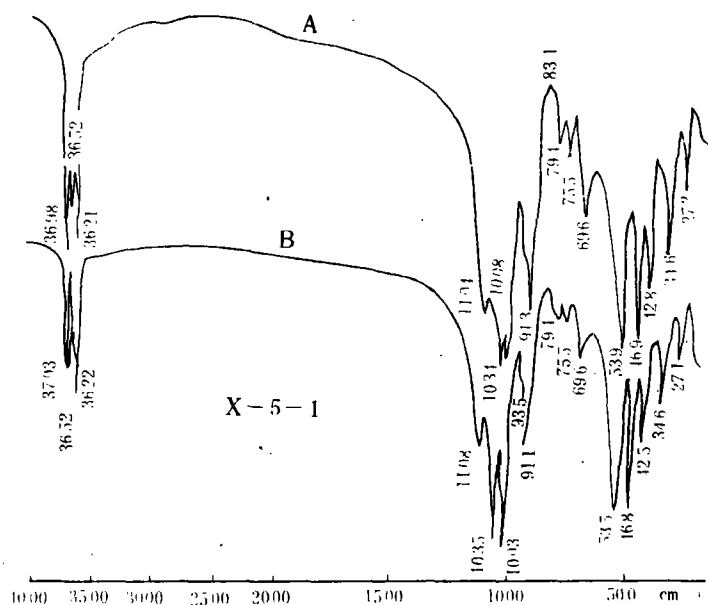


图3 铝土质高岭岩(X-5-1)红外光谱及其差谱曲线

A. 高岭岩原始IR谱图, B. 减去40%高岭石后得到的IR谱图

Fig. 3 IR and difference curves for the bauxitic kaolin rocks(X-5-1)

A=initial IR curve for the kaolin rocks,

B=difference curve for the kaolin rocks in which 40% kaolinite was reduced

2.2.5 水铝石矿物

(1)勃姆石(一水软铝石):在研究区本溪组底部铝土矿层、太原组、山西组均有分布,显微镜下常为无色或白色,有时变为浅黄色。粉晶X 衍射谱上出现明显的 $(6.11-6.14) \times 10^{-1} \text{nm}$ 峰。在红外光谱曲线上,勃姆石特征峰(3258cm^{-1} , 3089cm^{-1} 吸收峰)非常清晰。经红外光谱分析,勃姆石红外谱线特征更为清楚(图4)。

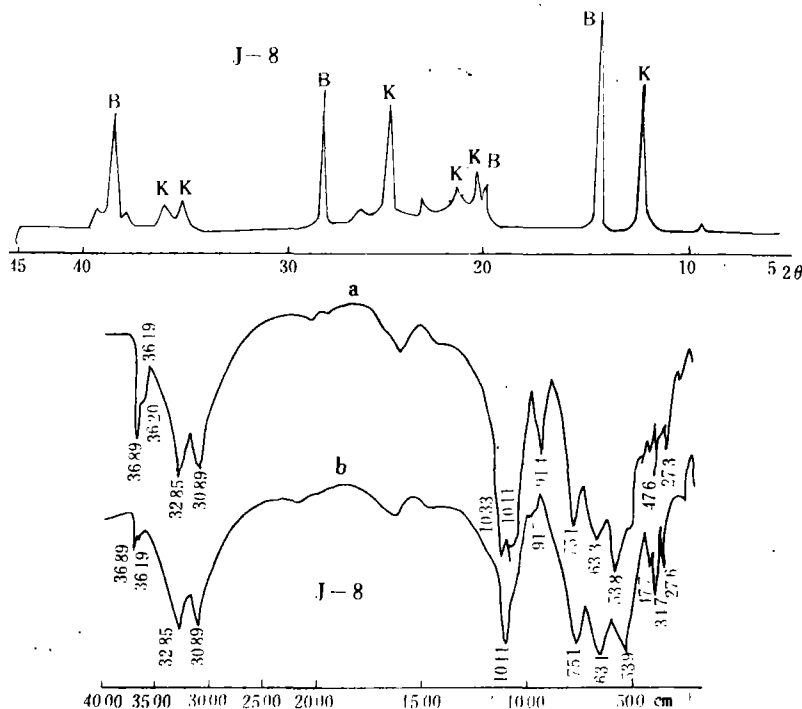


图4 含勃姆石的夹矸高岭岩(J-8)XRD 及IR 曲线图

B. 勃姆石; K. 高岭石; a. 高岭岩原始IR 谱图; b. 减去25%高岭石的IR 谱图

Fig. 4 The XRD and IR curves for boehmite-bearing tonstein(J-8)

B=boehmite; K=kaolinite; a=initial IR curve for kaolin rocks;

b=IR curve for the kaolin rocks in which 25% kaolinite was reduced

(2)一水硬铝石:研究区内在本溪组底部铝土矿层位中有发现,显微镜下为无色或浅黄灰色,为鲕状、放射状,在XRD 图谱上有很强的 $3.98 \times 10^{-1} \text{nm}$ 衍射峰。

(3)三水铝石:区内分布较少,仅在北部的浑源山西组煤系夹矸高岭岩中有所发现,非定向XRD 分析中, $4.859 \times 10^{-1} \text{nm}$ 、 $4.379 \times 10^{-1} \text{nm}$ 衍射线强而尖锐,三水铝石的 $4.379 \times 10^{-1} \text{nm}$ 衍射线与高岭石的(110)衍射线重合。

2.3 元素地球化学特征

根据研究区内不同层位高岭岩的微量和稀土元素地球化学分析结果进行系统聚类分析,可明显分为两组,即铝土质高岭岩为一组:微量元素含量、稀土总量高, Eu 负异常, δEu 介于0.7—0.8 之间,稀土配分模式与典型北美页岩配分模式相似;夹矸高岭岩与沉凝灰岩为一组:微量元素含量、稀土总量低, Eu 异常及稀土配分模式有一定差异。部份夹矸高岭岩与前述铝土质高岭岩特征相似。部份夹矸高岭岩稀土配分模式为在重稀土端抬升的反抛物线型, Eu 异常不明显(图5)。

氧同位素分析表明,夹矸高岭岩比铝土质高岭岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值低,夹矸高岭岩中结晶蠕虫状

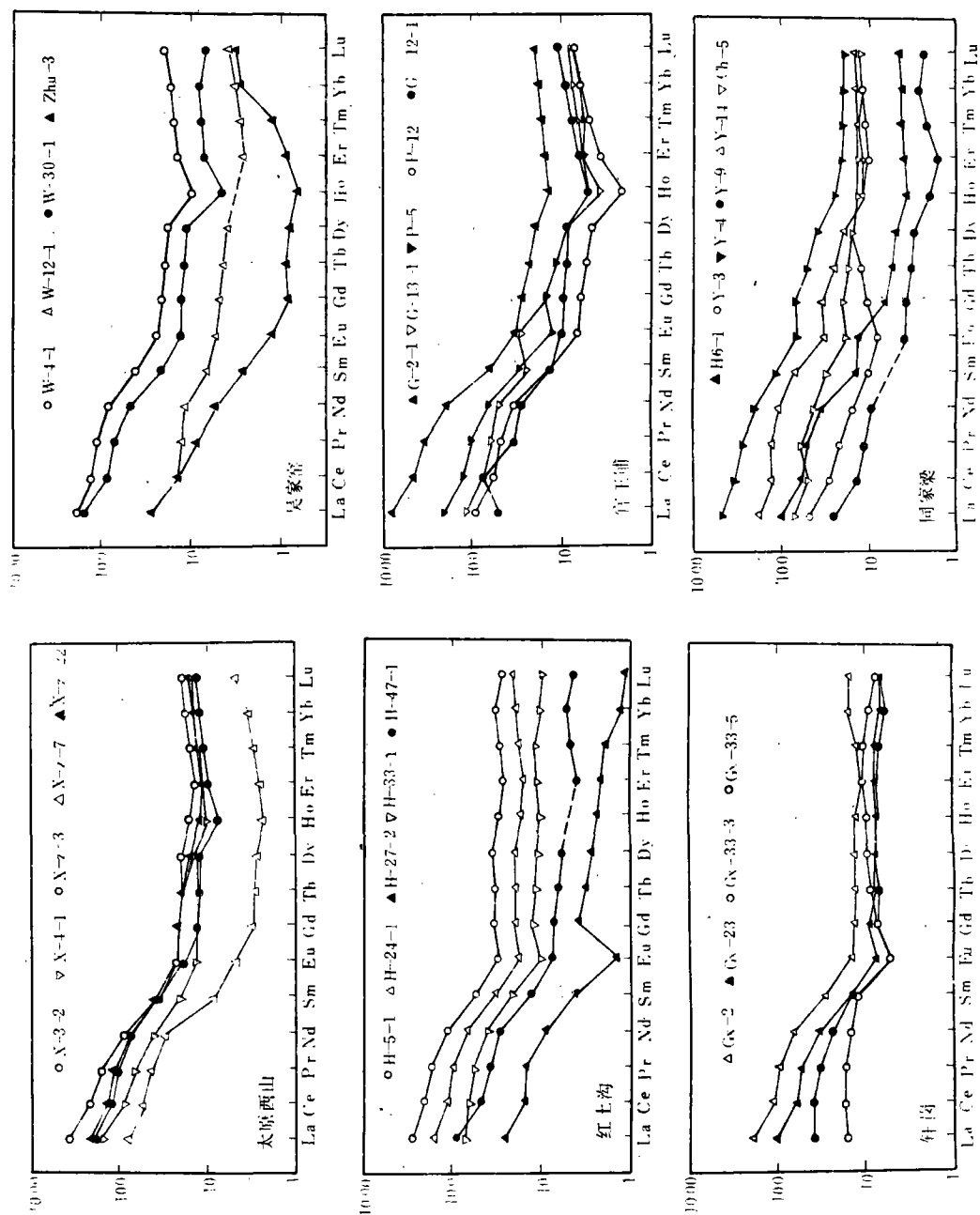


图5 高岭岩稀土配分模式图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of kaolin rocks

的比隐晶质和碎屑团粒状的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更低。相对于同一类型高岭岩来说,随着结晶指数增大,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值有微弱降低趋势。根据高岭岩组成特征和氧同位素综合分析,认为高岭岩形成的介质环境和源岩组成是导致区内高岭岩氧同位素值变化的主要原因。

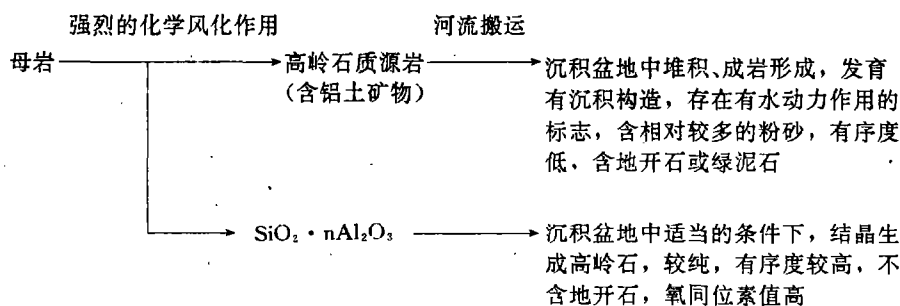
根据上面微量、稀土、氧同位素的综合分析,认为研究区铝土质高岭岩源岩主要为陆源风化作用产物,夹研高岭岩源岩部份为陆源风化作用产物,部份为火山碎屑沉积物(另文详述,待刊)。

3 高岭岩成因模式讨论

前面的分析表明,研究区内不同层位高岭岩具有不同源岩类型和沉积、成岩环境,相应地成因模式也有一定差异,下面分别讨论各个层位高岭岩的成因模式。

3.1 本溪组底部铝土质高岭岩成因模式

前面综合的岩石学、矿物学及地球化学分析已确认本溪组底部铝土矿层位中的高岭岩是一种来源于风化壳高岭石质母岩经过搬运、沉积、成岩而形成的,包括部份以 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{Al}_2\text{O}_3$ 胶体形式进行搬运沉积的。这种沉积作用形成的铝土质高岭岩,在薄片研究中均发现一些粉砂质的石英碎屑成袋状或似层状分布,发育微弱的水平层理及生物搅动构造,有时发育成鲕(豆)粒结构,高岭石混层矿物中等,IR 光谱特征显示大部分样品中出现有地开石或高岭石/地开石混层矿物,其成因模式为:



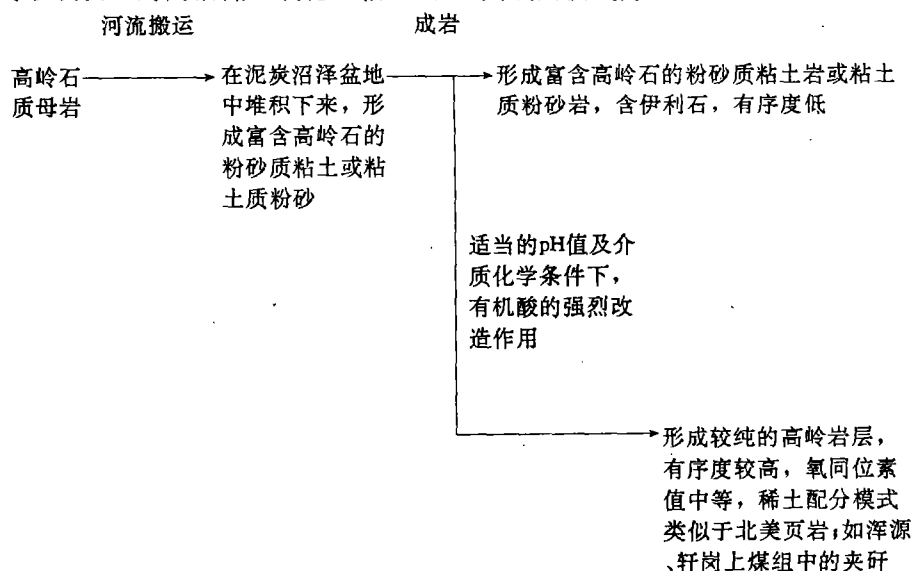
3.2 上、下煤组中的夹研高岭岩成因模式

上、下煤组中的夹研高岭岩与其发育的泥炭沼泽环境密切相关。煤形成的泥炭沼泽环境由于古地理位置、陆源碎屑输入、水补给形式、植被发育情况的不同而区分为许多不同类型。沼泽大环境中还包含有如沼泽湖、沼泽河、沼泽丘等小环境、微环境。在沼泽发育过程中可分为高位沼泽和低位沼泽。在低位沼泽中,地下水常年累月流向地表,形成排入河道的渗出面,总溶解固体量较大,并且这种迅速流动的地下水保持着较氧化的条件和低的总溶解有机碳量,使孔隙水、矿质土与泥炭之间的接触时间减少,从而使得这种环境很少出现化学风化作用。在高位沼泽中,地下水的流动要缓慢得多,通常从地表向下渗流,这种较酸性的环境中则发生强烈的化学风化作用。夹研高岭岩由于源岩及所形成微环境的不同,其沉积机理是不一致的。

3.2.1 正常沉积夹研高岭岩成因模式

这种夹研高岭岩主要通过河流作用(部份以越岸流的形式出现)形成。现代研究已经证明,河流搬运的沉积物富含高岭石,沼泽沉积物主要为粉砂质粘土和粘土质粉砂,具有较高的高岭石含量和低的伊利石含量^[3]。在沼泽水盆地环境中,存在有大量溶解的腐植酸,腐植

酸能够提供大量的负电荷,高岭石与腐植酸复合可增加负电荷,从而降低高岭石的电荷零点,增加了粒间静电斥能;另外腐植酸对游离氧化铁有较大溶提能力,可以减少在粒间起缔合作用的正电荷,从而增加高岭石的胶体稳定性,使得高岭石被长距离搬运,而在沼泽水盆地中相对富集。实际上这种成因的高岭岩夹层与前面分析的铝土质高岭岩沉积机理是相似的,主要差别在于其形成的酸性泥炭沼泽环境可以造成其中原岩组成矿物发生很大程度的变化。在酸性环境中,比如沼泽的顶部,有机酸-铝的络合物是稳定的和活动的,由于溶解单体铝的活性降低,使硅酸盐溶解作用增强;有机酸-二氧化硅络合物在低pH值时是不稳定的,不会使石英或非晶质氧化硅的溶解作用增强。而在中性pH值时,铝是难溶的,也不利于形成有机酸-铝的络合物,有机酸-二氧化硅络合物则在中性pH值环境内是稳定的,石英的溶解度和溶解速率均增加。这种相互作用依赖于有机酸的浓度和种类,在缺氧的、微生物活动的环境中发现的有机酸似乎最强。当沉积在泥炭沼泽盆地中的高岭石质粉砂处于上述有利环境中时,就可造成二氧化硅具有高的活动性而发生溶解迁移,铝保存在含铝粘土矿物中,最终形成较纯的高铝低二氧化硅粘土层^[4],其成因模式为:

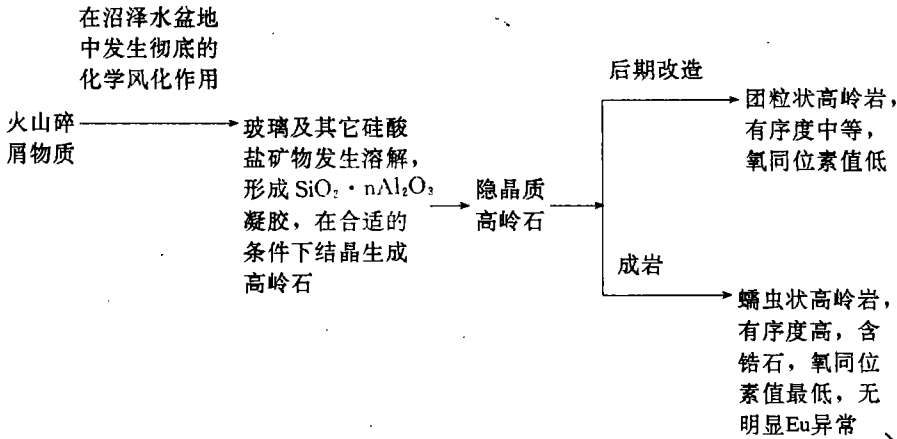


3.2.2 火山碎屑沉积物成岩转化成因模式

火山碎屑物质在泥炭沼泽沉积环境中发生成岩转化的机制相对要复杂得多,可能包含有两种不同的作用方式。

(1)泥炭沼泽盆地中充填的火山碎屑物质,成岩蚀变作用发生于沼泽水盆地环境中。沼泽环境中溶解的有机酸促使铝硅酸盐溶解度及溶解速率增加,火山玻璃是一种过冷的硅酸盐液体,由松散的 SiO_2 四面体联接形成近于无序的内部结构,分子间距较大,在热动力学上很不稳定,其中溶液pH值是玻璃溶解的主要因素^[4,5]。该过程中高岭石的形成取决于沼泽环境中硅和碱性元素的淋滤程度,高程度的淋滤作用足以导致高岭石的形成。Zielinski^[6]也认为高岭石的形成并不要求溶液具有很高的酸度,只要求溶液具低的K/H活度比,同时沼泽环境中的低盐度也是促使高岭石形成的一个重要因素。由这种作用形成的高岭石沉积物通过成岩压实形成隐晶质高岭岩,有序度高。当处于未被压实或微弱的固结作用阶段时,由

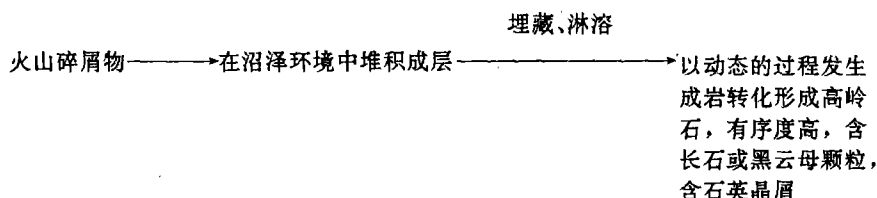
于沼泽水盆地中的水动力条件发生突然变化,使得这种高岭石层受力而破碎,经过一定的水流作用而形成团粒状结构,薄片研究中发现的大量长条状、断而不连的层状高岭岩结构即是其主要证据。有机碳围绕高岭石集合体形成微褶皱,表明高岭石团粒形成比较早,可能在埋藏和固结以前。在相对安静的沼泽环境中,后期成岩作用则可导致蠕虫状或书本状高岭石集合体的形成,其成因模式为:



(2)泥炭沼泽环境中堆积的火山碎屑物质在没有来得及发生完全的化学风化作用以前,就已经发生了埋藏沉积作用,但在酸性的孔隙水作用下,通过淋溶作用使得火山碎屑物中的铝硅酸盐矿物,如火山玻璃、长石、黑云母等发生蚀变作用而生成高岭石。实际上,这是一种动态的高岭石形成过程,可能在上述铝硅酸盐矿物的表面面网上直接生长出高岭石。在一些高岭岩层中,发现有一些未蚀变的或蚀变不彻底的长石、黑云母颗粒,有些保留有长石、黑云母的假象;长石颗粒表面裂纹发育,黑云母干涉色低,可能为其蚀变的一种中间过渡态。在岩屑边缘的一些碎屑状颗粒在岩屑内部与其外缘的蚀变程度是一致的,说明这种碎屑的蚀变作用发生于沉积后成岩作用期。同时薄片中发现有尖棱角状、港湾状、圆形石英晶屑,表明其源岩可能为火山碎屑物质。总体上说明这种高岭岩可能形成于一种比较“温和”的化学风化作用条件下。这种“温和”的化学风化作用条件就不可能产生大量的溶解硅和铝进入下渗溶液,而达到高岭石生成的基本浓度。Z. Weiss et al.^[7]在研究捷克斯洛伐克的夹研高岭岩时,通过化学分析和高分辨率透射电镜证实黑云母片中存在有高岭石的成份,也即在高岭石和黑云母之间存在一种固态溶液,实际上是高岭石和黑云母的混合物。在酸性沼泽环境中,碱性元素(尤其K)和硅的淋滤作用可以导致高岭石置换黑云母层。黑云母的高岭石化包括有黑云母层的溶解和高岭石层的结晶作用。黑云母层的溶解发生于黑云母晶体的内层,并且与高岭石的内生长是一致的。同样也可以观察到在开放的陆源白云母裂理片下,白云母与高岭石置换生长的现象,即白云母→白云母、高岭石混合物→高岭石^[8]。推测的长石向高岭石转化的过程可能是这样的:在泥炭沼泽环境中,酸性的下渗水溶液沿长石的裂隙、位错等缺陷部位开始对长石表面发生作用并逐渐深入,碱性离子 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} ...等和少量Si、Al被淋滤出来进入溶液,此时,长石平行(001)方位的似层状结构仍然保留着,形成富硅、铝的“残余层”。随着风化作用的深入,“残余层”的数量增多,部份“残余层”可能完全破坏,Si和Al以Si-Al链或层的形式进入溶液,大量“残余层”仍以原来的结合形式形成聚集体,并可能从长

石表面脱落,长石表面和溶液中的“残余层”聚集体与下渗溶液之间保持一种动态的平衡关系。在此过程中本来保持原长石 Si 、 Al 有序度的残余层聚集体(含 Si-O_4 和 Al-O_4 四面体)一边改变层内的连接方式从而形成六方网状结构,一边调整化学组成,“残余层”中原来由 Al-O_4 四面体占据的位置逐渐被 Si-O_4 四面体取代,从而形成高岭石的 Si-O 四面体层,同时, Al-O_4 被水化成 Al-(OH)_4 ,并结合在上述 Si-O 四面体层角顶一侧形成 $\text{Al-(OH)}_4\text{O}_2$ 八面体层。至此,高岭石的结构单元层便形成。长石和云母也可以直接转变成蠕虫状高岭石,这是因为在薄片研究中发现蠕虫状高岭石在空间上与长石和黑云母密切共生的现象。

由这种作用方式形成的高岭岩有序度最高,其转化方式为:



上述各种作用形成的高岭岩,在进一步的成岩作用过程中,高岭石在局部区域出现位错而发生溶解,导致高岭石中 Si 层的不断淋滤而形成铝土矿物。

从上面的分析可以看出,火山碎屑物的蚀变产物与酸性沼泽环境中的风化作用强度及其淋滤作用有关,这与沼泽地的水文状况及其水介质化学条件是密切相关的。地下水基准面下降时期是高岭石形成的有利时期,地下水基准面下降时期总是伴随着相对海平面的下降而出现的,即大规模的泥炭堆积总是出现于相对海平面下降时期。

4 主要结论

(1)研究区高岭岩的主要富集层位为:本溪组底部铝土质高岭岩、太原组夹矸高岭岩、山西组夹矸高岭岩。

(2)研究区高岭岩源岩包括有风化壳化学风化作用产物和火山碎屑沉积物。

(3)研究区高岭岩成因类型多样,铝土质高岭岩为正常沉积成因,由风化作用产物经搬运沉积、成岩而成;夹矸高岭岩部份为正常沉积成因,部份为火山碎屑沉积经成岩转化而成。

(4)火山碎屑沉积物的成岩转化与沼泽地的水文状况和水介质化学条件密切相关,地下水基准面下降时期是高岭石形成的有利时期。

参 考 文 献

- 1 朱如凯. 中国北方古生代煤系高岭岩成因与工业应用研究述. 建材地质, 1993, No. 6: 36—41
- 2 朱如凯. 矿物物理矿物材料新研究: 高岭石结构无序度及其地质环境研究的意义. 北京: 地震出版社, 22—23
- 3 Weaver, C. E. Clays, muds and shales. Elsevier Science Publishers. B. V. 1989
- 4 Bennett, P. C. 泥炭沼泽中硅酸盐矿物的结局. 国外煤田地质, 1992, 第1期
- 5 Spears, D. A. and Rice, C. M. An Upper Carboniferous tonstein of volcanic origin. Sedimentology, 1973, 10: 281—294
- 6 Zielinski, R. A. Element mobility during alteration of silicic ash to kaolinite; a study of tonsteins. Sedimentology, 1985, 22: 567—579
- 7 Weiss, Z., Baronnet, A. et al. Volcanoclastic minerals of some Czechoslovakian tonsteins and their alteration. Clay Minerals, 1992, 27: 269—282

- 8 Robertson, D. M. and Eggleton, R. A. Weathering of granitic muscovite to kaolinite and halloysite and of plagioclase-derived kaolinite to halloysite. *Clays and Clay Minerals*, 1991, 39: 113—126

GENETIC MODELS OF THE KAOLIN ROCKS IN THE LATE PALAEOZOIC COAL MEASURES IN NORTHERN SHANXI

Zhu Rukai

*Research Institute of Petroleum Exploration and Development,
China National Oil and Gas Corporation*

Zhang Yundong

China University of Geosciences, Beijing

ABSTRACT

In the present paper, the stress is laid on the genesis and regional distribution of the kaolin rocks in the coal measures in northern Shanxi. According to petrographic, mineralogical and geochemical characteristics, the main enrichment horizons of the kaolin rocks are identified in the Late Palaeozoic coal measures in the study area. They are (1) bauxitic kaolin rocks in the basal part of the Benxi Formation, (2) tonstein in the Taiyuan Formation, and (3) tonstein in the Shanxi Formation. The source rocks of the kaolin rocks may consist of the weathering products or the volcanoclastic sediments. Finally, two genetic models for normally deposited kaolin rocks and for the diagenetic changes of the volcanoclastic sediments are thus proposed.

Key words: kaolin rock, source rock, genetic model